

付近に湧昇する周極水自体の温度が他の海域より幾分高温であることなどと、関連しておきているものと思われる。しかし大陸岸からの水域北縁までの距離は、ロス海域においてはウエッデル海域に次いで長い。最も狭いのはインド洋南極海における、およそ450海里程度である。

例年11月頃融氷期に入るが、特に北縁ではバック・アイスが緩み、風や流れによって漂流し易くなる。融氷最盛期は12～1月であり、3月に水域は最も縮小、ウエッデル海におけると同様に、ロス海奥部にもオープン・スーが出現する。その場合、入口付近にアイス・バンドがかかることが多いが、その内側域に広く海面が開け、大陸沿岸のアイス・シェルフに接近することも可能となる。しかしオープン・スーの面積や出現時期には年変動が大きいようであり、アイス・バンドの中も1海里から400海里の間で変化するといわれている。

7. 結 び

以上極めて簡単に、南極環海の海洋構造について述べてきた。南太平洋は世界の海の中でも、最も研究のおかれている海域である。特に冬季における海況の情報には乏しい。厳しい気象条件と、海水域の拡大とが調査船の

接近を困難にしている他に、この海域を取り巻く国々が、比較的おくれて海洋研究にのり出したこともその一因と思われる。しかし、オーストラリアやニュージーランド、ニューカレドニアの海洋研究活動も活発になりつつあるので、この海域に関する知識の増大が期待されよう。現状では、海況の季節的変動に関する知識でさえ不十分で、北半球の海のような時間変動を取り扱うことはできない。今後の調査の展開に期待したい。

主な参考文献

ISHINO, M. (1963) Studies on the oceanography of the Antarctic circumpolar waters, *J. Tokyo Univ. Fish.*, **49**(2), 73-181.
 石野 誠 (1967) 南氷洋の海況, 極地, **3**(1), 9-14.
 KORT, V. G. (1962) The Antarctic Ocean, *Scientific American*, **207**(3), 113-128.
 SVERDRUP, H. U. *et al.* (1959) The Oceans, Prentice-Hall, Inc., USA.
 WOOSTER, W.S. (1970) Scientific Exploration of the South Pacific, National Academy of Sciences, Washington.

2. 生物生産過程

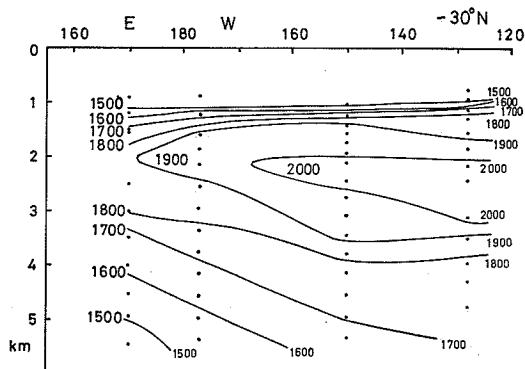
2. 1. 北太平洋の物質循環

北太平洋における物質循環を分解過程を中心に考察した。一次生産された物質の約1/3が水深1,000mまでの中層、約5%がそれ以深の深海で分解している。その組成は表層の有機物に比べ、Pはいくらか小さく、Nはかなり小さく、逆にCは大きくなり、Siはとりわけ大きくなっている。亜寒帯水域の中、深層水での酸素消費速度は亜熱帯水域より大きく、有機物が大型の粒子になって比較的速やかに沈降していることが推定される。

北太平洋は大西洋の北のはずれから始まった深層水の長い旅路の果ての終着駅であるといわれている。実際海水中の放射性炭素より見積られた海水の年齢は、南太平洋から西縁境界流として北太平洋の底近くに入り、北上しあるいは東進し、そして上層の水と拡散混合していることをよくあらわしている。第1図は北太平洋の30°N付近の横断面での海水の年齢であるが、世界最古の海水は東部北太平洋の2,000m付近に存在し、年齢2,000

角 皆 静 男 (北海道大学水産学部)

余歳であることがわかる。もちろん、この水は多くの異なった水の混合物であり、一方向に2,000年かけて流れた結果でないことは当然である。



第1図 北太平洋30°N付近における深層水の年齢の断面図、図中の数字は年単位。

ここでは水そのものの動きに伴う物質移動は物理系の研究者によって述べられているので省略し、水に溶けていないもの、すなわち生物的、化学的過程が関与する物質循環をとりあげることにする。この物質循環を明らかにすることは、物質の方から生態系を研究するということになる。なぜなら、そのような諸過程のうちでは生物の関与する過程—表層に生物が棲み、これが固相をつくり、深層で分解され、一部は堆積する—が最も大きいからである。

表層で起こる現象は一般に季節的、地域の変動が大きい。従って二、三の海洋上における観測結果を一般化することはなかなか難しい。一方、深層での動きは鈍く、深層水には長い間の変化の積分値が刻まれている。水の拡散、移流による効果を消去できれば、生物的、化学的過程が解析できる。表層と深層とはつながり、あるバランスをもって変化しているので、深層での問題が解ければ、表層での問題（例えば生物生産）もかなりはっきりしてくる。

大西洋の深層はカクテルのプースカフエに例えられるほど複雑なのに対し、北太平洋深層水は生化学的過程を解析する程度ならむしろ単純な構造ということが出来る。TSUNOGAI (1972 a, b) は栄養塩や放射性炭素の分布を解析して第1表のような結果を得ている。この表の示していることは、表層で光合成された有機物の約10%が深層に運ばれ、分解する。深層水は、1,000年あたり2~3 ml/l のゆっくりした速度で溶存酸素を減らしながら、年間4~5mの速さで上昇する。同時に1.2cm²/secの係数で鉛直拡散する。水平方向の濃度勾配はこれらの計算の際、ほとんど影響を与えない。深層水ではこの上

第1表 北太平洋深層水の一次元拡散移流モデルによる解析結果

D(拡散係数)	1.2±0.5 cm ² /sec
W(湧昇速度)	4.4±1.8 m/yr
W/D	1.0±0.3 km ⁻¹
酸素消費速度	
水深3 km で	1.5±0.4 ml/m ³ /yr
水深1.0-4.5 km, ()内は1.5-4.5 km で	
0-15°N	5.3 (4.3) l/m ² /yr
15-30°N	7.2 (5.6) l/m ² /yr
>30°N	17.9 (8.3) l/m ² /yr
平均	10.9 (6.3) l/m ² /yr
有機物分解速度 平均	4.9 (2.8) gC/m ² /yr
分解物の組成と使用される酸素の原子比	
P : N : C : Si : O	
= 1 : 12 : 125 : 120 : -298	

層の方が年齢が古くなる効果と有機物の分解速度が深さとともに減少する効果が重なり、水の鉛直拡散とのバランスで酸素極小層が出現している。従ってこの極小層の酸素量あるいは無酸素水が出現するか否かは表層での生産とこれらとの微妙な関係に支配されているといえる。なお北部北太平洋の高生産性の影響が深層にも現れて、その有機物の分解速度を大きくしているのではないかという結果もでてくる。

これらについてさらに詳しく議論するために私どもの最近の成果も加え、次の3点に分けて記述する。

1. 表層水からの物質の除去機構

海水の鉛直移流、拡散以外に物質を上下に運ぶものは粒子である。粒子には自力で動く生物と重力沈降する非生物粒子とがあるが、上下移動する生物が物質を一方にどの程度運ぶかについてはよくわかっていない。ここではまず非生物粒子について考えてみる。

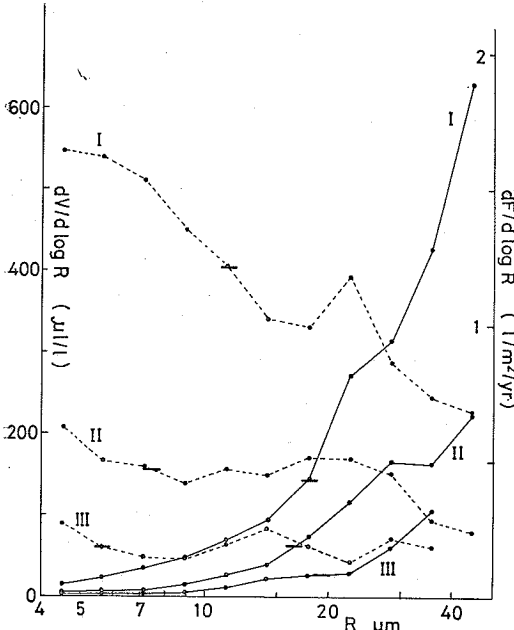
懸濁粒子の沈降に関して次の二つの事実が得られている。

A. 海水中を沈降している物質の(平均)粒径は懸濁粒子の粒径よりずっと大きいことが予想される。

第2図に1例として北太平洋天皇山付近で夏期にクルターカウンターによって得られた懸濁粒子の粒径分布と、この粒子が海水との密度差0.1g/cm³でストークスの式に従って沈降していると仮定して計算した粒子束の粒径分布とを示してある。この粒子束の曲線は水深によって絶対値が異なるため平行移動をしたような形になっているが、いずれも粒径の大きな方向に収束しておらず、物質を運ぶ粒子は存在量としては少ないが径40μm以上の粒子ということになる。この傾向は海域、水深等が異なってもほとんど例外なしに見ることができる。

B. 沈降している物質と懸濁物質の組成はほとんど同じである。

北海道の噴火湾(最深部約100m)にSediment trapを設置し、沈降してくる粒子を捕え、同時に周辺の海水をろ過し、懸濁粒子を集め、それらのTh-234(半減期24日)の比放射能(乾燥重量に対する放射能)を測定したところ、第2表のようにほとんど同じであった。Th-234は海水中に溶けているU-238から放射壊変によって生成した難溶性核種であり、生成後比較的短時間内に周辺の粒子に付着する。従ってTh-234の比放射能は比表面積の大きな懸濁粒子において動物や植物プランクトンのような大粒子に比べて1~2桁大きな値を示している。従ってtrapに捕捉された沈降粒子は比較的最近小粒子より成長したものであって、生きている生物が死んで直



第2図 北太平洋天皇海山付近 (48°N, 177°E) でクルターカウンタによって計測された海水中の粒子。点線は粒子の容積 (V) で左側の軸の単位で示す。直線はストークス式による沈降速度を掛けて得た粒子束 (F) で右側の軸に単位を示す。曲線の途中の太い横線は径 (R) 4~40 μm の間での平均値を示す。I は表層水 10 試料の平均値、II は 0~200 m まで 9 試料の平均値、III は 1,500~5,000 m までの 10 試料の平均値である。

第2表 北海道噴火湾における沈降粒子 (Sediment trap に捕捉されたもの)、懸濁粒子、プランクトン中の Th-234 の比放射能

	Th-234 dpm/mg·dry
沈降粒子	
1974年7月 50 m	0.79
8月 30 m	0.65
70 m	0.55
9月 45 m	0.62
1975年9月 25 m	0.73
50 m	0.36
懸濁粒子 (0, 30, 70 m の平均)	
1974年7月	0.86
8月	0.62
9月	0.61
プランクトン >100μ 21-42 m	
1974年5月	0.060
8月	0.058
9月	0.011

に沈降したものではないといえることができる。

外洋についても trap の実験の結果はないが同様のことがいえる。第3表に MATSUMOTO (1975) が測定した Th-234 の鉛直分布より見積った表層 (100m) における Th-234 の欠損量があげてある。そこで、もし水深 100 m 層を抜けて下層に沈降する有機炭素が光合成量の半分、40g C/m²/yr 程度とすれば、この沈降粒子の比放射能は 3~5 dpm/mg のはずである。第4表よりこの程度の比放射能を持つ粒子は懸濁粒子以外にはないことがわかる。

以上のことから、海水中に溶けていたものから生成した粒子、小粒子から成長した粒子などに含まれる成分、すなわち Th-234 や有機物などは生体そのままではない大粒子を形成して沈降していることになる。なお沿岸付近には海洋に入ると直に沈降する陸起源ケイ酸塩大粒子も存在するはずであり、主としてこれに含まれる成分、Al, Fe 等には上の結論は適用できないであろう。

第3表 北太平洋各地の表層 (100 m) における Th-234 放射能の U-238 に対する欠損量 (MATSUMOTO, 1975 より計算)

海 域	サン プル 数	I	II	III
		10 ⁵ dpm/m ²	10 ⁵ dpm/m ² /yr	dpm/mg·dry
17~36°N	4	0.55±0.08	5.8±0.8	3.5±0.5
40~50°N	5	0.75±0.14	7.9±1.5	4.7±0.9

I 表層 (0~100m) における U-238 と Th-234 の放射能の非平衡量

II 100 m 層を通して 1 年間に沈降する Th-234 の放射能

III 100 m 層を通過する有機炭素量を 40gC/m²/yr とし、沈降粒子中に占める有機物の割合を 60%、有機物中の炭素の割合を 40% としたときの 100 m 層を通過する粒子中の Th-234 の比放射能

第4表 北太平洋における懸濁粒子、生物中の Th-234 の比放射能

	Th-234 dpm/mg·dry
懸濁粒子 (50°N, 144.5°W)	
0-100 m	3 試料 3.80
100-1,000 m	5 試料 3.79
1,000-4,000 m	6 試料 3.56
植物プランクトン (~50°N)	
>1,000μ	1 試料 0.015
50~300μ	1 試料 1.3
>50μ	2 試料 0.094
橈脚類	2 試料 0.018
魚 (6~12 cm)	3 試料 0.0033

さて、上の粒子が具体的にどんなものかについてははっきりしていない。faecal pellet (糞粒) とする研究者も多いが、動物プランクトンの餌が生きている植物プランクトンばかりではないこと、深海底までできたり壊れたりを何段階か繰返えすことが必要であり、全炭酸や栄養塩の深海での再生量とバランスしていなければならない。一方、現在ほとんどその存在さえ問題にされなくなりつつある大型凝集懸濁物 marine snow が運搬役とするとの二つの事実は容易に理解することができる。現実の海は単純なものではなく、いくつかの因子が複合した結果ではあろうが、もっとも大きな因子を見つける努力はやはり必要なものであろう。

2. 表、中層における有機物の分解

後に述べる深層水の場合に比べ、表、中層では水の物理的動きによる変化の項が大きく、溶存成分の濃度を解析して生化学的変化の過程を知ることは難しい。一般にこのような場合、箱モデルを用いると複雑な物理的動きの項が相殺されて、かなりよい近似値を得ることができる。しかし、有機物の分解速度等深さによって大きく変化するのは簡単な二層モデルなどを使うと大きな誤差が入ってしまう。

TSUNOGAI (1977) は中層を多層に分けた箱モデルを用い、全炭酸および放射性炭素のバランスを考慮して有機物の分解速度を見積った。その結果、第5表に示すように、水深150mを越えて下層に運ばれる有機物量として $31\text{g C/m}^2/\text{yr}$ が得られた。この値は太平洋全体について概算したものにすぎず、地域的な問題等については最近データの集積が著しい放射性炭素を精査して考察することが必要である。

3. 深、底層における有機物の分解

先に一次元拡散移流モデルによる計算結果について述べたが、これは鉛直分布の形を解析しようとするものであるから、水平方向の移流や拡散の影響を受けやすく、

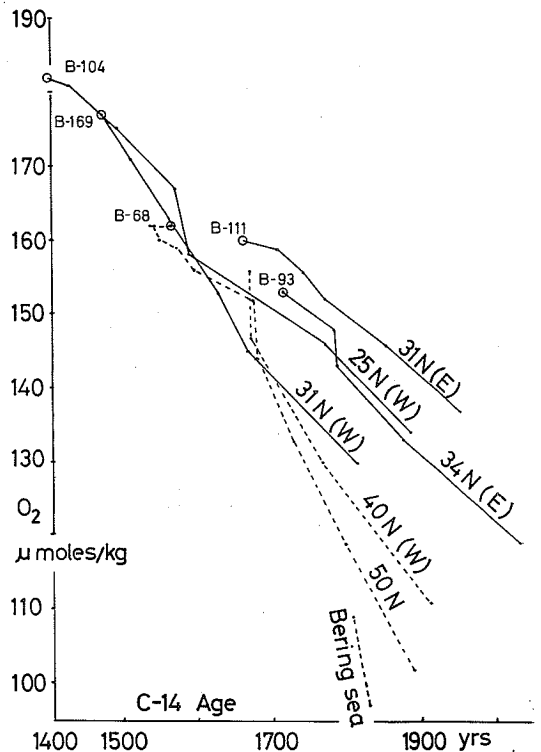
第5表 表・中層において分解される有機物量 (TSUNOGAI, 1977)

水深 m	分解する有機物量 $\text{gC/m}^2/\text{yr}$
0—150	49*
150—300	16
300—450	6
450—600	2.7
600—750	1.5
750 m 以深	5

*表層での基礎生産量を $80\text{gC/m}^2/\text{yr}$ と仮定した場合。

水深による変化の項をあらわすのも難しい。また上下の境界でなぜそのような濃度になっているかを説明することができないなどの欠点がある。ところが、その北太平洋の水深3km以深に対して先の拡散係数、移流速度程度の値を代入して1km以浅の水の混合の影響について調べてみると、酸素程度の変化速度を持つものについては問題にならないことがわかった。すなわち、北太平洋深層水がもともとと同じ水塊から出発しているとするれば、その海水の年齢を横軸に非保存成分の濃度を縦軸にとってプロットし、その関係をあらわす直線の勾配から、その非保存成分の変化速度を簡単に求めることができる。

IDOE の一つとしてアメリカは GEOSECS 計画を実行し、太平洋深層水の多数の試料について C-14 を測定した。DORSEY and OSTLUND (米公表) が得た値をもとに、有機物の分解、炭酸カルシウムの溶解などによる影響を考慮して海水の年齢を算出した。これと酸素濃度をプロットすると第3図のようになる。同じ場所あるいは海域では第3図の左上の深所の若い海水から右下に向



第3図 北太平洋深層水の年齢と酸素量の関係。図中の数字は観測点の緯度、Eは東部、Wは西部北太平洋を示す。Bを付した数字は底からの距離(m)を示す。

第6表 深層水の C-14 年齢をもとに計算された生化学的過程の変化速度 (水深 3 km 以深)

位 置	酸素消費速度 μg at/kg/yr	相対変化速度			△AOU≒1,000			
		P	N	Si	(AOU-4N)/2	ΣCO ₂	Alk/2	
25.0°N, 170.1°E	0.19	0.20	3.1	40	248	420	478	136
30.6°N, 170.6°E	0.27		2.8	36	242	428	611	189
31.4°N, 150.0°W	0.16		3.6	31	461	438	446	111
32.0°N, 177.0°W	0.20		2.8	36	265	427	589	153
34.2°N, 127.9°W	0.21		3.3	29	—	442	484	207
40.2°N, 160.5°E	0.27	0.28	2.1	33	129	434	407	0
44.6°N, 176.8°W	0.28		2.7	37	271	426	686	0
50.5°N, 176.5°W	0.29		2.7	42	222	415	528	63
北太平洋平均	0.23		2.89	35.6	263	429	528	107
ベーリング海 53.1°N, 177.3°W	0.40							
分解物の組成			P : N : Si : C : Ca : O = 1 : 12.3 : 91 : 148 : 37 : -345					

ってかなりきれいな酸素濃度の直線的減少を示している。この勾配より求めた酸素消費速度を第6表に示す。この表より、表層が亜寒帯水系の海域における深層水の酸素消費速度の方が亜熱帯海域における値より大きいことがわかる。その結果、第3図の右下すなわち水深3km付近およびそれ以浅では、同じ年齢の海水でも酸素濃度が北に行くほど小さくなっている。

第3図のもう一つの大きな特徴は底近くの点のみを結んだ直線の勾配 (0.17 μg at/kg/yr) も各点毎の勾配とほとんど変わらないことである。南太平洋から北太平洋の日本よりの底近くに入り込んだ深層水は上層の水と混合すると同時にアメリカよりに底層を東進する。もし表層で光合成された有機物のかなりの部分がいったん底に運ばれ、ここで分解されているとすれば、この直線の勾配は各点毎の直線の勾配より急にならなければならない。もちろん上下混合が活発なら底での効果は消えてしまう。しかし、そのとき同時に底層の年齢も古くなるはずである。この両者のバランスを考えながら角皆 (1976) は海底直上における生物活動の大きさを見積った。その結果は光合成された有機物の0.5%以上が深海堆積物の上または中で分解されていることはないということであった。第6表には栄養塩他の成分についてもプロットし、計算して分解物の組成を求めた結果を載せてある。これらをまとめると次のようになる。

1) 深層水の酸素消費速度は2~3 ml/l/10³yr となり、有機炭素量に換算して3,500 m の水柱を考えれば、約4g C/m²/yr となる。

2) 分解物のC/N比は12となり、生体中の値に比べ、

Cの割合が大きい。これは分解物の組成ばかりでなく、海底付近での脱窒素によるのかもしれない。

3) 40°N以北の北部北太平洋の深層水における有機物の分解速度は35°以南の海域より30%ほど高く、ベーリング海ではさらに高い。これは北の海の高い生産性あるいは低温による表層での低い分解活動によるものであろう。このことはまた、水平方向の移流速度がそれほど大きくなく、今後、酸素やケイ素など非保存成分を使って深層水の動きの研究ができることを示唆している。

4) 底層(海底)での有機物の分解量はその上の深層水(3,000m程度の水柱)中での分解量の1/10以下である。ただし、底に接した水での単位体積あたりの activity はずっと高い可能性があることはもちろんである。

おわりに

以上、有機物すなわち炭素を中心に物質循環を分解過程の方からながめてきた。当然、生産過程はこれとバランスしているはずである。なお他の化学成分については個々にその化学的性質を反映して異なった挙動を示すはずであるが、TSUNOGAI and MINAGAWA (1977) は溶解していると考えられる部分にもかなり微少な粒子として存在している部分があり、これら粒子中に含まれる成分の挙動はほとんど有機炭素と同じであると述べている。従って粒子中の各成分の濃度がわかれば、大体その挙動を推定できることになる。

文 献

MATSUMOTO, E. (1975) ²³⁴Th-²³⁸U radioactive disequilibrium in the surface layer of the ocean.

Geochim. Cosmochim. Acta, 39, 205-212.
 TSUNOGAI, S. (1972a) An estimate of the rate of decomposition of organic matter in the deep water of the Pacific Ocean. *In Biological Oceanography of the Northern North Pacific Ocean*, eds. by A.Y. TAKENOUTI et al., Idemitsu Shoten, Tokyo, 517-533.
 角皆静男(1972b) 深層水の鉛直渦動拡散係数の見積り, 日本海洋学会誌, 28, 145-152.

角皆静男(1976) Abyssal metabolism. 1976年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集 29 ページ
 TSUNOGAI, S. (1977) A quantitative model for the vertical transport of chemical elements in the ocean. (In preparation.)
 TSUNOGAI, S. and M. MINAGAWA (1977) Settling model for the removal of insoluble chemical elements in seawater. (Submitted to *Geochem. J.*)

2. 2. 南太平洋の基礎生産

1. はじめに

基礎生産に関する研究では、単にある海域においてその生産量がどれだけであったかを知るだけにとどまらず、どのような活性をもった植物プランクトンが、どれだけ存在していて、どのような条件のもとで、どれだけ有機物生産を行っているかが解析されなければならない。そのためには、ある海域で植物プランクトンの生産を測定するだけではなく、植物プランクトンの現存量、光合成活性、呼吸活性といった植物自体の特性の把握と共に、光、温度、栄養塩濃度、水の動き等の基本的な物理化学的環境諸条件および動物プランクトン等による捕食のような生物的条件を明確にとらえることが不可欠であり、さらに生物自体および環境諸条件の時空間的分布変動をとらえることにより、植物プランクトンとこれら諸条件との相互作用の結果として具現される生産の理解が初めて可能になると考えられる。しかし、このような観点からすれば、現時点における基礎生産に関する見解は、まだまだ極めて断片的であると言わざるを得ない。

南太平洋の海洋学的研究に関するまとめとしては、1968年に米国で開かれた SCOR のシンポジウムがあり、その結果は Scientific Exploration of the South Pacific (WOOSTER, 1970) として出版されている。また、IBP (International Biological Programme) の研究の中で行われた基礎生産に関するまとめ (COOPER, 1975; LIETH and WHITTAKER, 1975) や南極海における研究のまとめ (HOLDGATE, 1970) などの中にも、南太平洋の基礎生産に関連した報告がある。南太平洋の中でも特に 20°S から南極海にかけての海域では、1960年代の中頃までは基礎生産に関する測定がほとんど行われていなかった (cf. KOBLENTZ-MISHKE, 1965) が、その後米国の研究

有 賀 祐 勝 (東京水産大学)

船 Eltanin などの航海を通じてかなりの数の測点で測定が行われて、特に 40°S 以南の海域について比較的詳しい情報が得られている。ここでは、BURKHOLDER and BURKHOLDER (1967), EL-SAYED (1970 a, b), KNOX (1970) などの報告にもとづいて、南太平洋の亜寒帯海域を中心にした基礎生産に関する概要を紹介したい。

2. クロロフィル現存量と光合成速度の地理的分布

南太平洋亜寒帯海域における水塊の特性については、KNOX (1970) による生物海洋学的なまとめがあり、本シンポジウムですでに石野によって詳しく報告されている。

第1表 南極一亜南極海域の太平洋区域における植物プランクトン現存量, (Chl. *a*), 光合成 (¹⁴C とりこみ), 栄養塩, 懸濁態有機炭素 (POC) および溶解有機炭素 (DOC). Eltanin 18-28 次航海 (22次を除く) のデータによる。
 *印は有光層の積算値。(El-Sayed, 1970a).

	Min.	Max.	Mean.	Std. Dev.	No. of Observ.
Chl <i>a</i> (mg/m ³)	0.01	5.80	0.26	0.34	723
*Chl <i>a</i> (mg/m ³)	0.23	41.32	12.62	6.32	217
¹⁴ C (mgC/m ³ hr)	0.03	22.50	1.22	1.69	656
* ¹⁴ C (mgC/m ³ hr)	3.54	194.73	32.01	23.93	213
PO ₃ (μg-at/L)	0.01	4.66	1.09	0.46	350
*PO ₄ (mg/m ²)	0.84	457.00	42.98	37.01	146
Si (μg-at/L)	0.1	79.9	13.5	13.5	368
*Si (g/m ²)	0.01	5.41	0.57	0.59	154
NO ₃ (μg-at/L)	0.01	30.2	12.9	5.5	313
*NO ₃ (g/m ²)	0.01	2.93	0.63	0.41	161
NO ₂ (μg-at/L)	0.01	1.23	0.18	0.11	296
*NO ₂ (mg/m ²)	0.6	33.8	10.7	6.7	146
POC (mgC/L)	0.003	0.520	0.058	0.051	149
*POC (gC/m ²)	2.46	18.84	5.52	2.27	153
DOC (mgC/L)	0.25	2.66	0.95	0.27	156
*DOC (gC/m ²)	14.1	243.1	58.3	23.4	157